

فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۳، شماره پیاپی ۱۱۳

Z. Rahimzadeh
M. Alaei Taleghani
A. RezaPoor

زهرا رحیم زاده، استادیار دانشگاه فرهنگیان کرمانشاه
محمود علایی طالقانی، استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه رازی کرمانشاه
علی رضاپور، کارشناس ارشد جغرافیای طبیعی، گرایش ژئومورفولوژی

E-mail: Zahrah.rahimzadeh@gmail.com

شماره مقاله: ۹۵۳ صص: ۲۲۴-۲۱۱
وصول: ۹۲/۴/۹ پذیرش: ۹۲/۱۲/۵

ارزیابی کمی فعالیت‌های نئوتکتونیک با تکیه بر شواهد ژئومرفیکی در حوضه ریجاب

چکیده

حوضه ریجاب با مساحت ۱۸۹ کیلومتر مربع در زاگرس شمال غربی و شمال شهرستان سرپل زهاب قرار گرفته است. اسکلت اصلی آن از لایه‌های مقاوم دولومیت شهبازان و آهک آسماری تشکیل شده که بخش شرقی آن به صورت تاقدیس فشرده و بخش غربی آن به شکل ناودیس است. بر اثر عملکرد گسل‌ها، بیشترین فعالیت‌های تکتونیک در قسمت‌های میانی مشاهده می‌شود که نتیجه آن جابه‌جایی لایه‌های آهکی - دولومیتی در محدوده ناودیس از شمال شرق به جنوب غرب و کج شدن آن به طرف جنوب غرب و وقوع گسیختگی در کمر یال جنوب غربی ناودیس شده است. فرآیند خمش سبب گسیختگی‌هایی شده که نتیجه آن جابه‌جایی چرخشی قطعات شکسته شده است. این رویداد باعث شکل‌گیری یک سری گسل‌های طولی و عرضی شده است که ساختمان آهکی - دولومیتی ناودیس ریجاب در جهات مختلف بریده‌اند. برای تشخیص فعالیت‌های نئوتکتونیک در این پژوهش از دو روش تطبیقی - تحلیلی و میدانی استفاده گردید. در شروع کار با تکیه بر ساختمان زمین، حوضه مورد مطالعه به دو بخش شرقی و غربی تقسیم شد و سپس به کمک نرم افزار Arc GIS کار تطبیق و تفسیر نقشه‌های توپوگرافی، هیدروگرافی، گسل و زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی حوضه با نقشه اشکال ژئومورفولوژی انجام و در ادامه به کمک نرم افزار Spss نتایج تجزیه و تحلیل شد. در ادامه، برای ارزیابی کمی فعالیت‌های نئوتکتونیک از شاخص‌های عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (Vf)، شاخص سینوسی جبهه کوهستان (Smf)، شاخص شیب طولی رودخانه (SL)، شاخص تقارن توپوگرافی معکوس (T) و شاخص طبقه‌بندی (Iat) استفاده گردید. در ادامه برای بررسی نقش گسل‌ها و درز و شکاف‌ها در شکل‌گیری و الگوی توسعه آبراهه‌ها از نمودار گلکسرخ استفاده شد. نتایج به دست آمده نشان داد که بخش شرقی حوضه (تاقدیس ریجاب) از نظر تکتونیک نیمه فعال و مناطق شمال و جنوب در غرب حوضه (ناودیس ریجاب) فعال و مناطق میانی این ناودیس بسیار فعال است.

واژه‌های کلیدی: نئوتکتونیک، شاخص‌های ژئومورفیک، شواهد ژئومورفولوژیکی، زاگرس شمال غربی، حوضه ریجاب.

مقدمه

عوامل زمین ساختی، نقش اساسی و مهمی را در پیدایش اشکال سطح زمین برعهده دارند. بر این اساس، در سال های اخیر، عوامل زمین ساختی به گونه ای چشم گیر به عنوان یکی از ابزارهای عمده و اساسی در تشخیص چگونگی تحوّل لندفرم های^۱ مناطق مطرح گردیده است. از مهمترین عوارض ژئومورفولوژیکی که در مطالعات تکتونیکی کاربرد دارند، می توان به پرتگاه ها، دشت های آبرفتی و آبراهه ها در کمربندهای چین خورده اشاره کرد که با استفاده از تغییرات روند و نوع شکل آبراهه ها می توان نئوتکتونیک منطقه را بررسی کرد.

در طول چند سال اخیر، پژوهشگران در کنار بررسی شاخص های مورفوتکتونیکی کیفی، سعی در کمی نمودن رفتار حرکات تکتونیکی داشته و برای انجام این مهم، شاخص های متعددی را زیر عنوان شاخص های مورفومتریک ارائه نموده اند. در سال (۱۹۷۷) بول و مک فارل^۲ با استفاده از اندیس های ژئومورفیک، تضاريس جبهه کوهستان و نسبت پهنای کف درّه به ارتفاع راه، برای محاسبه ژئومورفولوژی زمین ساخت شمال و جنوب گسل گارلوک در جنوب کالیفرنای جنوبی استفاده کردند و به این نتیجه رسیدند: جبهه کوهستان مستقیم، وجود گسل فعال را نشان می دهد. پژوهشگران متعددی درباره الگوی آبراهه ها و نقش زمین ساخت در شکل گیری آبراهه ها، مطالعاتی انجام داده اند که از آن جمله می توان به بارنت و شوم^۳ (۱۹۸۳)، آدامز^۴ (۱۹۸۰) و اوچی^۵ (۱۹۷۵) اشاره کرد. چیچ^۶ و همکاران (۲۰۰۶، ۲۴۸) با مطالعه تاثیر تکتونیک فعال به وسیله تحلیل الگوی زهکش در جلگه ساحلی تایوان دریافتند حرکات تراست ها بر اثر حرکات نئوتکتونیک، باعث شکل گیری حرکات موجی رودخانه شده و حرکات غیرعادی موجی رودخانه، نتیجه تکتونیک فعال است. کرمی (۱۳۳، ۱۳۸۸) در مقاله ای با عنوان «ارزیابی نسبی فعالیت های تکتونیکی با استفاده از تحلیل های شکل سنجی و داده های ژئومورفولوژی و لرزه شناسی در حوضه اوچان چای» نشان داده است که همه زیر حوضه ها با درجات مختلف از حرکات تکتونیکی متأثر شده اند و همچنین رخداد ۲۳ زمین لرزه با بزرگی کمتر از ۲/۵ تا ۵ ریشتر در مجاورت گسل اصلی حوضه مورد مطالعه، دلیل دیگری بر پویایی تکتونیک منطقه است. یمانی و همکاران (۱۳۸۹:۶۷) در بررسی نقش تأثیر نو زمین ساخت در مورفولوژی آبراهه های حوضه چله با استفاده از شاخص های ژئومورفیک دریافتند منطقه از لحاظ نو زمین ساخت فعال است و تأثیر این فعالیت بر الگوی شبکه زهکش و مورفولوژی بستر رودخانه چله است.

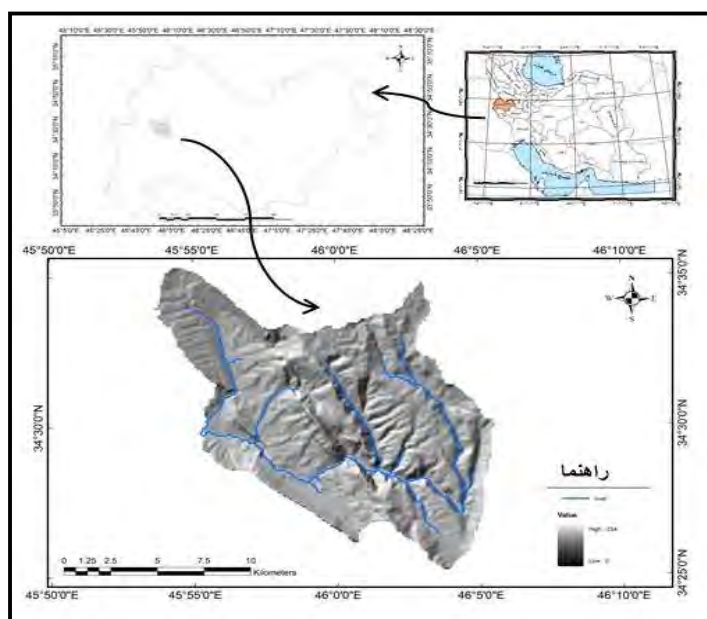
حوضه ریجاب در حد فاصل زاگرس مرتفع و زاگرس چین خورده قرار دارد و شبکه گسترده ای از شکستگی ها و گسل ها، این حوضه و چین های پیرامون آن را بریده اند؛ به طوری که این بخش از زاگرس در محدوده شمال سرپل زهاب به صورت یک زون برشی در آمده است. فرسایش آب های روان در امتداد این شکستگی ها باعث عوارضی شده است که هر چند از عوارض متداول در زاگرس محسوب می شوند، ولی هم از نظر شکل تفاوت های بارزی در آنها

1- Landform
2- Macpharel
3- Burnett and schunn
4- Adams
5- Ouchi
6- Chich

دیده می‌شود و هم از نظر عظمت بسیار دیدنی هستند. آبشار پیران یک آبشار مطابق با چند ستون آب در مجموع به ارتفاع حدود ۴۰۰ متر، دره اژدها یک دره تنگ و عمیق به عمق تا ۴۰۰ متر، بستر پلکانی با تندآب‌های متوالی در مسیر رود الوند در ریجاب به ارتفاع بین ۳ تا ۵ متر کانیون ریجاب و دره هونه نمونه‌ای از آنها هستند. بر اساس این شواهد در حوضه ریجاب، در این پژوهش سعی در بررسی نقش تکتونیک در پیدایش اشکال ژئومرفولوژی به کمک شاخص‌های کمی است.

منطقه مورد مطالعه

این منطقه، با مساحتی در حدود ۱۸۹ کیلومتر مربع، در مغرب استان کرمانشاه و در حفاصل شهرستان‌های دالاهو و سرپل زهاب بین $45^{\circ}55'$ تا $46^{\circ}05'$ طول شرقی و $34^{\circ}25'$ تا $34^{\circ}35'$ عرض شمالی قرار دارد. از شمال به کوه‌های تخت خانمک به ارتفاع ۲۴۵۰ متر و کوه دالاهو به ارتفاع ۱۹۴۱ متر، از شرق و جنوب شرقی به کوه قلالان به ارتفاع ۲۲۳۶ متر، از جنوب به کوه باریکه به ارتفاع ۱۹۵۰ متر و کوه زنگالیان به ارتفاع ۱۵۳۷ متر، از غرب به کوه بند زرده به ارتفاع ۱۴۹۱ متر محدود می‌شود (شکل ۱). رودخانه اصلی آن ریجاب است که طول آن ۲۳ کیلومتر است.

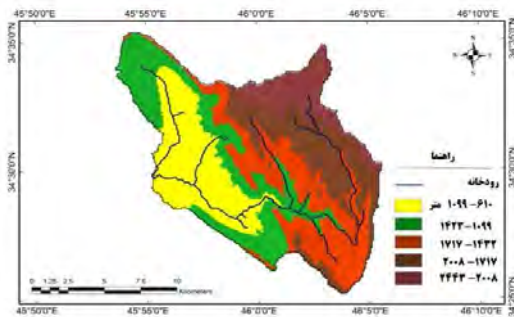


شکل (۱) نقشه موقعیت حوضه ریجاب

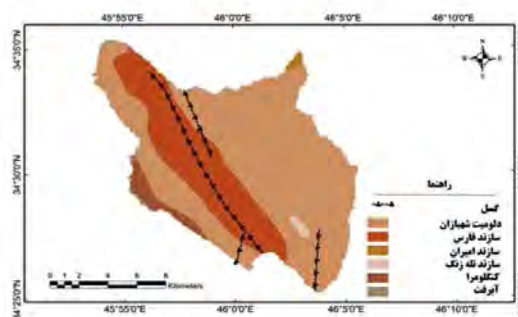
منطقه مورد مطالعه در بخش شمال غرب زاگرس چین خورده، در شمال شهرستان سرپل زهاب قرار دارد. ساختمان زمین‌شناسی حوضه، ساده و متشکل از یک سری چین‌های تاقدیسی و ناودیسی است که جهت‌گیری آنها به تبعیت از محور ساختمانی زاگرس، شمال غربی - جنوب شرقی است. اسکلت اصلی ناهمواری‌های حوضه ریجاب را لایه‌های مقاوم و سخت دولومیت شهبازان و آهک آسماری ساخته‌اند (شکل ۲)، به همین دلیل، در قلمرو گسترش این سنگ‌ها،

اشکال برجسته و صخره‌ای با قلّه‌های مثلثی شکل، بال‌های تیز، سطوح تراشیده شده پرتگاه دیوار مانند و نیمرخ دامنه زاویه دار پدید آمده است (علایی طالقانی، ۱۳۸۳، ۱۷۱-۱۷۴).

با تکیه بر ساختمان زمین، حوضه مورد مطالعه را می‌توان به دو بخش شرقی و غربی تقسیم نمود: بخش شرقی که حدود دوسوم حوضه را در برمی‌گیرد، به صورت تاقدیس مرکب است و در آن هر کوه روی کوه دیگر رانده شده‌اند. اما بخش غربی حوضه را ناودیس ریجاب در بر گرفته است که یک ناو ارتفاع یافته به شمار می‌رود (شکل ۳). ساختمان این ناودیس از آهک آسماری و دولومیت شهبازان ساخته شده است و می‌توان آن را به سه قسمت شمالی، میانی و جنوبی تقسیم کرد. ساختمان ناودیسی تنها در قسمت شمالی به خوبی حفظ شده است. در دو قسمت میانی و جنوبی، تغییر زیادی در یال شمال غربی ناودیس ایجاد شده است که عامل آن نیز راندگی گسل کردند بوده است. بعلاوه، قسمت میانی در امتداد چندین گسل عرضی کشتی به شکل گرابین فروافتادگی پیدا کرده است. همین عامل باعث شده است تا روان آب‌ها از دو قسمت شمالی و جنوبی به قسمت میانی سرازیر شوند و در اینجا با طی عرض ناودیس از آن خارج شوند. این شبکه‌ها عمدتاً در امتداد شکستگی‌ها ابقا شده‌اند (شکل ۴).



شکل ۳) نقشه توپوگرافی حوضه ریجاب



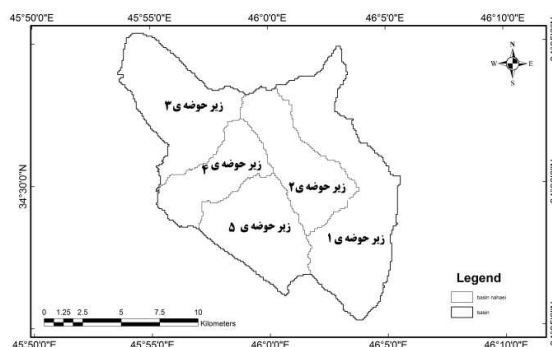
شکل ۲) نقشه زمین‌شناسی حوضه ریجاب



شکل ۴) نقشه آبراهه حوضه ریجاب

داده‌ها و روش پژوهش

داده‌های مورد نیاز برای انجام پژوهش از نقشه توپوگرافی با مقیاس ۱/۵۰۰۰۰، نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، نقشه گسل‌ها با مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ استخراج شد. در ادامه نقشه‌های هیدروگرافی، شیب و زیر حوضه-ها (۵ زیر حوضه) به کمک نرم افزار Arc Gis ۹.۳ ترسیم گردید (شکل ۵). با عملیات میدانی و به کمک کمپاس، درزو شکاف‌ها در زیر حوضه‌ها استخراج و به کمک نرم افزار STEREO NET نمودارهای گل سرخی رسم شد. با استفاده از تصاویر ماهواره ای ETM 2002 و عکس‌های هوایی ۱/۲۰۰۰۰ نقشه اشکال و واحدهای ژئومورفولوژی ترسیم گردید.



شکل ۵) تقسیم بندی زیرحوضه‌های حوضه ریجاب

روش‌ها: این پژوهش به دو روش تطبیقی - تحلیلی و میدانی انجام گرفته است. اساس کار مبتنی بر تفسیر و تطبیق نقشه‌های توپوگرافی با هیدروگرافی و خط‌واره‌ها، تفسیر عکس‌های هوایی، ترسیم و تحلیل مقاطع زمین‌شناسی و همچنین، اندازه‌گیری‌های زمینی بوده است. برای ارزیابی کمی فعالیت نئوتکتونیک نیز از شاخص‌های عدم تقارن حوضه زهکشی^۷ (AF)، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن^۸ (Vf)، سینوسی جبهه کوهستان^۹ (S_{mf})، شیب طولی رودخانه^{۱۰} (SI)، شاخص تقارن توپوگرافی معکوس (T) و شاخص طبقه بندی (Iat) استفاده گردید. برای بررسی همه جانبه حوضه، شاخص‌ها در دو دسته کمیت‌های توپوگرافی S_{mf}، F_d، Vf و F_{mf} برای جبهه کوهستان و شاخص‌های S، T، Af و SI برای بررسی سامانه رودخانه ای استفاده شده است. برای تعیین ارتباط بین عوامل زمین ساخت با دره‌ها، آبراهه‌ها و گسل‌ها در حوضه مورد مطالعه هم از نمودار گلسرخی استفاده شد.

یافته‌های پژوهش

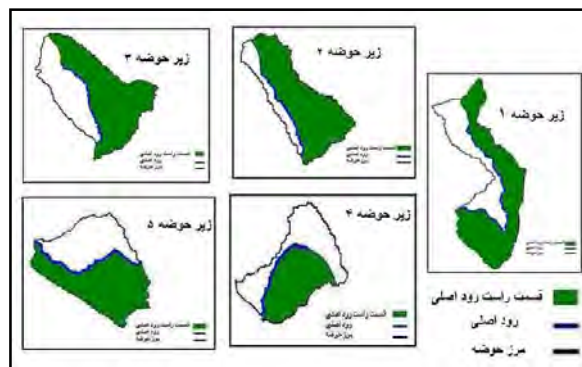
بررسی و تطبیق نقشه توپوگرافی با نقشه‌های هیدروگرافی و گسل‌ها و استخراج نتایج، شاخص‌های ژئومورفولوژیک بررسی شد:

الف) شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (AF): شاخص عدم تقارن شاخصی است که برای ارزیابی کج شدگی تکتونیک حوضه‌های زهکشی استفاده می‌شود. این شاخص از رابطه (۱) به دست می‌آید.

- 7- Asymmetry Factor (AF)
- 8- Ratio of valley-Floor with to vally height (Vf)
- 9- Mountain Front Sinosity (S_{mf})
- 10- Stream Lenggh Gradient Index (SL)

$$\text{رابطه (۱)} \quad Af = |50 - (A_R \times 100 / A_T)|$$

در این رابطه Af : شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی و A_R = مساحت حوضه (کیلومتر مربع) در سمت راست آبراهه اصلی A_T = مساحت کل حوضه (کیلومتر مربع) است (شکل ۶) (ویردی و همکاران ۲۰۰۶^{۱۱}، کلر و پینتر^{۱۲}، ۲۰۰۲؛ کلمنت و پروک^{۱۳}، ۲۰۰۸، ۱۷۸۹). هر چه مقدار Af به عدد ۱۰۰ نزدیک شود، نشان دهنده کج شدگی حوضه به سمت چپ و هر چه به صفر نزدیک باشد، نشان دهنده کج شدگی حوضه به سمت راست است. مقدار ۵۰ نیز حوضه بدون کج شدگی را نشان می دهد و آستانه های آن همانند (همدون^{۱۴}، ۲۰۰۸، ۱۶۸) در سه کلاس طبقه بندی شدند. مقادیر کلاس ۱ فعال از نظر تکتونیکی $Af > 15$ ، مقادیر کلاس ۲ با فعالیت تکتونیکی متوسط $Af = 7-15$ و کلاس ۳ فعالیت کم $Af < 7$ تعیین شدند.



شکل ۶) ارزیابی شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی در هر زیر حوضه ترسیم: نویسندگان

مقادیر شاخص (Af) در حوضه ریجاب از ۹/۲۴ تا ۲۱/۵۴ متغیر است. در زیر حوضه های شماره ۲، ۴ و ۵ که در کلاس ۱ قرار می گیرند، عدم تقارن و کج شدگی در آنها آشکار است و از نظر تکتونیکی فعال هستند و زیر حوضه های شماره ۳ و ۱ که در کلاس ۲ قرار می گیرند، فعالیت متوسطی دارند (جدول ۱).

جدول ۱) مقادیر شاخص (Af) در حوضه ریجاب و کلاس هر حوضه از نظر فعالیت تکتونیکی

زیر حوضه	$A_R(Km^2)$	$A_T(Km^2)$	Af	کلاس فعالیت تکتونیکی
۱	۲۱/۱۸	۵۹/۴۳	۱۴/۳۷	۲
۲	۲۲/۶۰	۳۱/۹۵	۲۱/۵۴	۱
۳	۱۵/۲۳	۳۷/۳۶	۹/۲۴	۲
۴	۹/۳۲	۱۴/۲۱	۱۵/۵۸	۱
۵	۱۲/۳۸	۳۵/۵۸	۱۵/۲۰	۱

ب) شاخص پهنای کف درّه به ارتفاع (Vf): شاخص ژئومورفیکی است که دره های v شکل و U شکل را از همدیگر جدا می کند. درّه های عمیق v شکل با نواحی فعال تکتونیکی مشخص می شوند، در حالی که درّه های U

11 -Viridy
12 -Keller and Pinter
13 -Kellement and Bruk
14 -Hamdoini

شکل با کف مسطح، حفر رودخانه کم است و فرسایش کناری در واکنش به ثبات سطح اساس و فعالیت کم تکتونیک غلبه دارد (پدرا^{۱۵}، ۲۰۰۹: ۲۲۸). در این شاخص از رابطه (۲) استفاده می‌شود.

$$V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})] \quad \text{رابطه (۲)}$$

در این رابطه، V_{fw} = پهناي کف دره (متر)؛ E_{ld} ، E_{rd} = ارتفاع متوسط خط مستقیم آب در سمت چپ و راست دره (متر) و E_{sc} = ارتفاع متوسط کف دره از سطح آب های آزاد (متر) است (شکل ۷). نسبت پهناي دره به ارتفاع آن معمولاً در فاصله معینی از جبهه کوهستان (معمولاً یک کیلومتر از جبهه کوهستان به طرف بالا دست رودخانه) اندازه گیری می‌شود (بال و مک فادن^{۱۶}، ۱۹۷۷: ۱۲۶).

این شاخص بر روی هشت نقطه در هر حوضه با استفاده از نقشه توپوگرافی منطقه earth google و اندازه گیری زمینی محاسبه شد و پس از مشخص کردن V_f هر نقطه، میانگین کل V_f برای هر حوضه به دست آمده و با توجه به آن، شاخص مورد نظر در منطقه مورد نظر آنالیز گردید. آستانه آن، مطابق نظر (همدون و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۶۸)، در سه کلاس طبقه بندی شده اند، مقادیر کلاس ۱ فعال از نظر تکتونیک $V_f < 0/5$ ، مقادیر کلاس ۲ با فعالیت تکتونیک متوسط $V_f = 0/5 - 1$ و کلاس ۳ فعالیت کم $V_f > 1$ تعیین شدند.



شکل ۷) ارزیابی شاخص V_f در زیر حوضه شماره ۱ ترسیم: نویسندگان

مقادیر شاخص (V_f) در بخش‌های مختلف حوضه مورد مطالعه، اعداد بین ۰/۴۹، ۲/۱، را نشان می‌دهد. فعالیت نئوتکتونیک زیر حوضه شماره ۴ که در کلاس ۱ قرار دارد، زیاد و زیر حوضه های شماره ۱، ۲، ۳ و ۵ کم است (جدول ۲).

جدول ۲) مقادیر شاخص (V_f) در حوضه ریجاب و کلاس هر حوضه از نظر فعالیت تکتونیک

کلاس فعالیت تکتونیک	V_f	$E_{ld}(m)$	$E_{rd}(m)$	$E_{sc}(m)$	$V_{fw}(m)$	زیر حوضه
۳	۱/۳	۱۵۰۰	۱۴۰۰	۱۳۰۰	۲۰۰	۱
۳	۱/۶	۱۰۵۰	۱۱۰۰	۷۰۰	۶۰۰	۲
۳	۱/۸	۱۲۰۰	۱۶۰۰	۱۰۰۰	۷۵۰	۳
۱	۰/۴۹	۱۹۰۰	۱۸۵۰	۱۵۰۰	۱۸۵۰	۴
۳	۲/۱	۱۳۰۰	۱۰۵۰	۷۰۰	۱۰۰۰	۵

ج) شاخص سینوسی جبهه کوهستان (Smf): این شاخص برای ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی در امتداد جبهه کوهستان به کار می‌رود. در مناطقی که بالا آمدگی نسبت به فرایندهای فرسایشی برتری داشته باشد، جبهه کوهستان مستقیم با مقدار پایین شاخص (Smf) ایجاد می‌شود. در نواحی با فعالیت تکتونیکی کم، فرایندهای فرسایشی بی‌نظمی و پیچ و خم زیادی را در جبهه کوهستان به وجود می‌آورند و مقدار شاخص (Smf) افزایش پیدا می‌کند (پرز-پنا^{۱۷}، ۲۰۱۰: ۷۹).

ویژگی‌های لازم برای محاسبه شاخص سینوسی جبهه کوهستان توسط ولس^{۱۸} و همکاران (۱۹۸۸) به ترتیب زیر ذکر شده است:

(۱) بریده شدن توسط یک آبراهه که در مقایسه با پیشانی کوه، بزرگ باشد؛

(۲) انحراف ناگهانی در پیشانی کوه؛

(۳) تغییرات ناگهانی در سنگ شناسی؛

(۴) تغییرات ناگهانی ویژگی‌های ژئومورفولوژی اصلی نسبت به بخش دیگر پیشانی کوه متصل به آن.

این شاخص به وسیله بال^{۱۹} (۱۹۷۷) و از رابطه (۳) تعریف شد:

$$\text{Smf} = \text{Lmf} / \text{LS} \quad \text{رابطه (۳)}$$

در این رابطه Lmf = طول جبهه کوهستان در مرز کوه و دشت (کیلومتر) و LS = طول جبهه کوهستان در امتداد یک خط مستقیم (به کیلومتر) است. مقادیر Smf به آسانی از روی نقشه‌های توپوگرافی (۱/۵۰۰۰۰) و عکس‌های هوایی محاسبه می‌شود؛ لذا بدین منظور در ۸ قطعه در هر زیرحوضه مورد مطالعه مشخص و محاسبه شد و سپس میانگین کل حوضه به دست آمد و با توجه به آنها شاخص مورد نظر در هر منطقه تجزیه و تحلیل گردید. آستانه‌های همانند همدونی (۱۶۸، ۲۰۰۸) در سه کلاس طبقه بندی شد. مقادیر کلاس ۱ فعال از نظر تکتونیکی $\text{Smf} < 1/1$ ، مقادیر کلاس ۲ با فعالیت تکتونیکی متوسط با $\text{Smf} = 1/1 - 1/5$ و کلاس ۳ فعالیت کم با $\text{Smf} > 1/5$ تعیین شدند.

محاسبه شاخص (Smf) در قطعات جبهه کوهستانی منطقه، در چهار زیرحوضه محاسبه شد. در زیرحوضه‌های شماره ۵، ۴ و ۳ در کلاس ۲ قرار گرفته و فعالیت نئوتکتونیکی آنها متوسط است، ولی زیرحوضه شماره ۱ که در کلاس ۳ قرار دارد، فعالیت نئوتکتونیکی کمی دارد. در این زیرحوضه فرایند فرسایشی با بی‌نظمی، پیچ و خم زیادی را در جبهه کوهستان به وجود آورده است (جدول ۳).

جدول ۳) مقادیر شاخص (Smf) در حوضه ریجاب و کلاس هر حوضه از نظر فعالیت تکتونیکی

کلاس فعالیت تکتونیکی	Smf	Ls(Km)	Lmf(Km)	زیرحوضه
۳	۲/۶۵	۱/۳	۳/۴۵۰	۱
-	-	-	-	۲
۲	۱/۴۷	۴/۷	۶/۹۵۰	۳
۲	۱/۴۶	۲/۸	۱/۴	۴
۲	۱/۵	۳/۲	۴/۸	۵

17- Perez – Penta

18- Wells et al

19- Bull

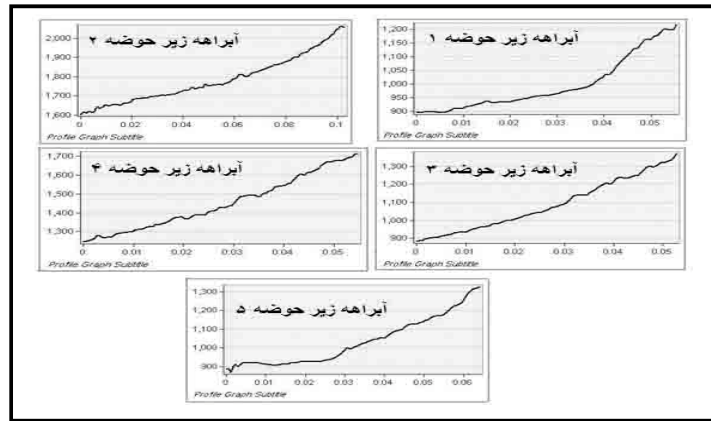
د) **شیب طولی رودخانه (SL):** سیستم‌های رودخانه‌ای که به یک حالت تعادل ناشی از فرسایش - رسوب - گذاری رسیده‌اند، به وسیله نیمرخ طولی مقعر رودخانه مشخص می‌شوند. انحراف از این نیمرخ متعادل به وسیله تکتونیک، لیتولوژی یا عوامل اقلیمی امکان پذیر می‌شود. شاخص (SI) با کمی کردن تغییرات شیب رودخانه، بی‌نظمی های نیمرخ طولی رودخانه و علل آن را آشکار می‌سازد (پدرا^{۲۰}، ۲۰۰۹: ۲۶۶). مقادیر عددی شاخص شیب رودخانه زمانی که سنگ‌های بستر رودخانه مقاوم باشند و یا در مناطقی که حرکات تکتونیکی فعال در تغییر شکل قائم پوسته زمین مؤثر باشد، زیاد است (کلرو پنتر^{۲۱}، ۱۹۹۶: ۱۳۰؛ بال و نیویفر^{۲۲}، ۱۹۸۷: ۲۳ و سلیمانی، ۱۳۸۷: ۵۸). تغییرات آب و هوایی نقش مهمی را در بریده شدن سنگ بستر ایفا می‌نماید که این عمل (بریده شدن سنگ بستر) در دوره نهشته گذاری امکان پذیر نیست، زیرا طی این دوره مواد رسوبی در کف بستر رودخانه برجای می‌ماند و برعکس، زمانی که سطح اساس بالا بیاید، مقداری از مواد در بستر رود انباشته شده و سبب پر شدن بستر می‌شود و در نتیجه مقدار SI را بالا می‌برد. این شاخص با رابطه (۴) محاسبه می‌شود.

$$SI = (\Delta H / \Delta L_r) L_{sc} \quad \text{رابطه (۴)}$$

در این رابطه، ΔH = اختلاف ارتفاع قطعه مورد نظر (متر)، ΔL_r = طول شاخه مورد نظر (متر)، L_{sc} = مجموع طول آبراهه از خط مستقیم تا نقطه میانی قطعه مورد نظر (متر) است (شکل ۸). این شاخص با استفاده از نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ با فواصل منحنی میزان ۱۰۰ متر محاسبه گردید. بدین منظور، ابتدا نیمرخ طولی آبراهه اصلی هر حوضه از روی نقشه DEM منطقه تهیه شد و در فواصل معین (۱۰۰ متر) SI به دست آمد. برای تمام مسیر این کار از سرچشمه تا خروجی حوضه، به ترتیب ۱۰۰ متر به ۱۰۰ متر انجام گرفت. آستانه این شاخص در سه کلاس طبقه بندی شد: مقادیر کلاس فعال از نظر تکتونیکی $SI \geq 500$ ، مقادیر کلاس ۲ با فعالیت تکتونیکی متوسط $300 \leq SI < 500$ و کلاس ۳ فعالیت کم $SI < 300$ است. در رودخانه های حوضه مورد مطالعه، مقادیر شاخص (SL)، بین ۶۹۵، ۲۹۵ در نوسان است. کمترین میزان شاخص به رودخانه زیر حوضه شماره ۲ مربوط می‌شود و بر فعالیت نئوتکتونیکی کم زیر حوضه دلالت دارد. زیر حوضه شماره ۵ با فعالیت متوسط و زیر حوضه های شماره ۱، ۴ و ۳ از حوضه های فعال است که این رودخانه ها با بیشترین بی‌نظمی در نیمرخ طولی از حوضه های فعال محسوب می‌شوند (جدول ۴).

جدول ۴) مقادیر شاخص (SL) در حوضه ریجاب و کلاس هر حوضه از نظر فعالیت تکتونیکی

کلاس فعالیت تکتونیکی	SL	$L_{sc}(m)$	$\Delta L_r(m)$	ΔH	زیر حوضه
۱	۶۹۵	۹۱۰۰	۱۶۳۵۰	۱۲۵۰	۱
۳	۲۹۵	۲۳۰۰	۸۹۶۰	۱۱۵۰	۲
۱	۵۱۲/۵	۴۱۰۰	۵۶۰۰	۷۰۰	۳
۱	۶۶۰	۳۲۵۰	۶۱۵۰	۱۲۰۰	۴
۲	۳۳۵/۲	۲۸۵۰	۸۵۰۰	۱۰۰۰	۵

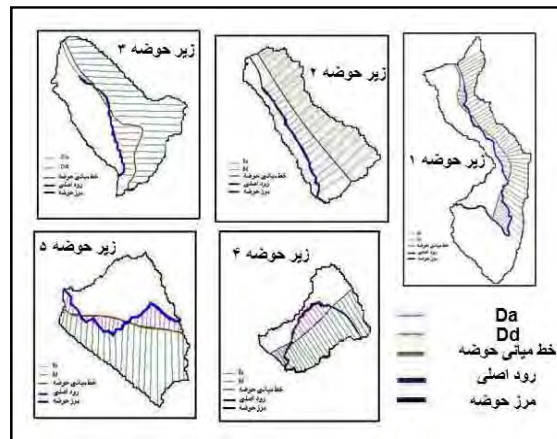


شکل ۸) نمودار شیب طولی رودخانه اصلی در زیر حوضه های مورد مطالعه

ه) شاخص تقارن توپوگرافی معکوس حوضه (T): این شاخص یکی دیگر از شاخص ها برای بررسی تأثیر تکنونیک در عدم تقارن حوضه های زهکشی است (کاگس^{۲۳}، ۱۹۹۴: ۵۷۱). مقدار این شاخص بین صفر و یک در تغییر است و هر چه عدد T به یک نزدیکتر باشد، عدم تقارن در حوضه بیشتر است (رندل^{۲۴}، ۱۹۹۴: ۵۷۷). در این شاخص مقادیر عددی نزدیک به ۱ بیانگر تکنونیک فعال است. در حوضه مورد مطالعه، در هر زیر حوضه مقادیر D_d و D_a در ۱۰ نقطه از مسیر رودخانه اصلی، از ابتدا تا انتهای رودخانه اندازه گیری شده و از مجموع این اندازه گیری ها، میانگین گرفته شد تا عدد به دست آمده نماینده و بیان کننده کل مسیر رودخانه باشد. شاخص مذکور از رابطه (۵) زیر محاسبه می شود.

$$T = D_a / D_d \quad \text{رابطه (۵)}$$

در این رابطه: T: شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه، D_a : فاصله خط میانی حوضه زهکشی تا کمربند فعال مماندری حوضه (رودخانه اصلی)، D_d : فاصله خط میانی حوضه تا خط تقسیم آب است (شکل ۹).



شکل ۹) ارزیابی شاخص T در هر زیر حوضه

در رودخانه های حوضه مورد مطالعه مقادیر شاخص (T)، بین ۰/۶۷ تا ۰/۳۲ در نوسان است. کمترین میزان شاخص به

رودخانه زیر حوضه شماره ۱ و بیشترین آن به ترتیب به رودخانه زیر حوضه های شماره ۴ و ۲ مربوط است که نشان از فعالیت نئوتکتونیک ای دو حوضه دارد و حوضه های شماره ۳ و ۵ در مرتبه بعدی قرار دارند (جدول ۵).

جدول ۵) مقادیر شاخص تقارن توپوگرافی معکوس (T)

زیر حوضه	Dd	Da	T
۱	۱۴۵۰	۴۵۰	۰/۳۲
۲	۱۵۸۰	۱۰۳۰	۰/۶۵
۳	۱۸۰۰	۷۰۰	۰/۳۸
۴	۱۲۰۰	۸۱۰	۰/۶۷
۵	۲۱۰۰	۷۵۰	۰/۳۵

و) ارزیابی نسبی تکتونیک فعال (Iat)

پس از محاسبه شاخص های ژئومورفیک در منطقه مطالعاتی، با استفاده از شاخص نسبی تکتونیک فعال (Iat)، فعالیت تکتونیک در منطقه برآورد می شود. شاخص Iat از متوسط کلاس های مختلف شاخص های ژئومورفیک و طبق رابطه (۶) به دست می آید:

$$Iat = S/n \quad \text{رابطه (۶)}$$

در این رابطه: Iat: شاخص فعالیت نسبی تکتونیک؛ S: مجموع کلاس های شاخص های ژئومورفیک محاسبه شده؛ n: تعداد شاخص های محاسبه شده است. اگر $Iat = 1 - 1/5$ باشد، حاکی از فعالیت های تکتونیک خیلی زیاد و در صورتی که $2 > Iat > 1/5$ باشد، فعالیت های تکتونیک زیاد است. $2 > Iat > 2/5$ بیانگر فعالیت های تکتونیک متوسط است و اگر $Iat > 2/5$ باشد، فعالیت های کم را آشکار می سازد (همدونی، ۲۰۰۸: ۱۶۷).

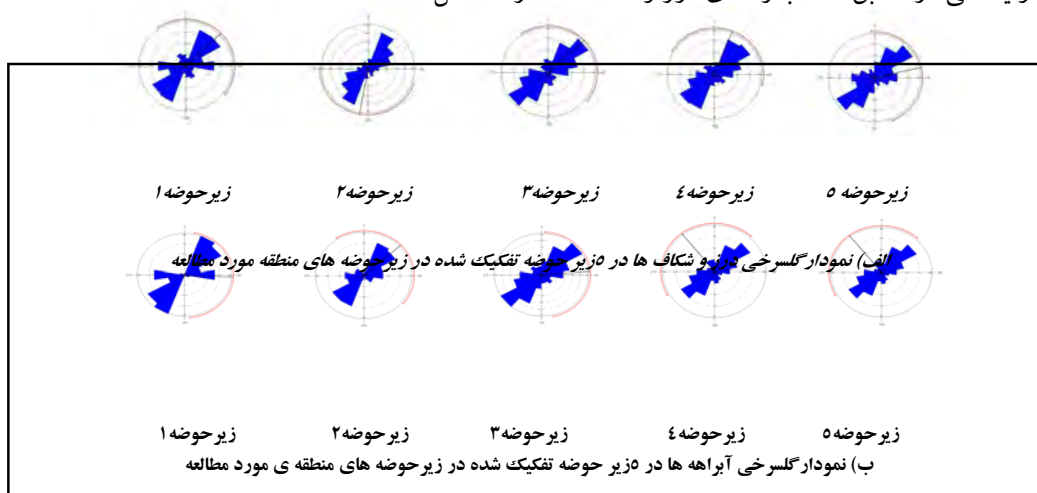
مقادیر شاخص (Iat) در منطقه مورد مطالعه در جدول شماره ۶ مشاهده می شود. بر اساس این شاخص فعالیت تکتونیک در همه زیر حوضه ها در طبقه خیلی زیاد، زیاد و متوسط قرار می گیرد. زیر حوضه شماره ۴ در طبقه با فعالیت خیلی زیاد و زیر حوضه های شماره ۳ و ۵ در طبقه با فعالیت زیاد قرار می گیرند، ولی زیر حوضه های شماره ۲ و ۱ فعالیت آنها در طبقه متوسط است (جدول ۶).

جدول ۶) مقادیر شاخص (Iat) در حوضه ریجاب و طبقه فعالیت هر حوضه

زیر حوضه	Af	Vf	S _{mf}	SL	S/n	Iat	طبقه فعالیت
۱	۲	۳	۳	۱	۲/۲۵	۳	نیمه فعال
۲	۱	۳	-	۳	۲/۳۳	۳	نیمه فعال
۳	۲	۳	۲	۱	۲	۲	فعال
۴	۱	۱	۲	۱	۱/۲۵	۱	خیلی فعال
۵	۱	۳	۲	۲	۲	۲	فعال

ز) تحلیل کمی روابط درز و شکافها و روند آبراهه ها: به منظور بررسی تاثیر حرکات تکتونیک در تحول ریخت زایی منطقه و میزان تاثیر زمین ساخت در ایجاد شبکه آبراهه ها ضروری به نظر می رسد. در این منطقه که به شدت تحت تاثیر نیروهای تکتونیک قرار گرفته است، محل شکستگی ها که در منطقه به وجود آمده به مرور دچار فرسایش گشته و عریض تر شده است و دره ها همروند و نیز عمود بر گسل ها به وجود آمده اند. نمودار گلسرخی درز و شکافها

و آبراهه‌ها حاکی از آن است که امتداد آنها تقریباً در یک جهت است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که آبراهه‌ها موازی هستند و یا سعی در منطبق شدن با راستای درز و شکاف‌ها دارند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰) نمودار گلسرخي آبراهه ها و درز و شكاف‌ها حوضه مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

با تکیه بر ساختمان زمین، حوضه مورد مطالعه را می‌توان به دو بخش شرقی و غربی تقسیم نمود: بخش شرقی که حدود دوسوم حوضه را در برمی‌گیرد، در ارتباط با ساختمان تاقدیسی است و شامل زیرحوضه‌های شماره ۱ و ۲ است که نتایج شاخص‌های ژئومورفیک نشان می‌دهد که این قسمت از نظر تکتونیکی نیمه فعال است. بخش غربی حوضه ریجاب که حدود یک سوم حوضه را در برمی‌گیرد، در ارتباط با ساختمان ناودیس است که شامل زیرحوضه‌های شماره ۳، ۴ و ۵ است. در این بخش زیرحوضه‌های ۳ و ۵ فعال و زیرحوضه شماره ۴ که در قسمت میانی ناودیس قرار دارد، از لحاظ تکتونیکی خیلی فعال است که این تحولات ناشی از یک سامانه گسلی متشکل از چندین گسل طولی و عرضی با کارکردهای مختلف ساختمانی آهکی - دولومیتی، ناودیس را بریده‌اند. گسل‌های طولی مانند: گسل کردند از نوع معکوس با شیب زیاد هستند. این گسل‌ها که به موازات گسل کردند امتداد یافته‌اند، عمدتاً کناره‌های ناودیس ریجاب را بریده‌اند. گسل‌های ریجاب، پیران و پاتاق، سه گسل مهم از این نوع به شمار می‌روند که کناره‌های جنوب غربی ناودیس ریجاب را در طول بیش از ۱۰ کیلومتر برش داده‌اند، اما گسل‌های عرضی شکستگی‌هایی از نوع کششی بوده و بیشتر کف ناودیس ریجاب، به خصوص در بخش میانی آن را بریده‌اند. این شکستگی‌ها بر اثر جنبش گسل کردند پدید آمده‌اند. حرکت این گسل در سرتاسر یال شمال شرقی ناودیس ریجاب باعث شده است تا ساختمان ریجاب از یک سو متمایل به جنوب غرب گردد و از سوی دیگر، کمر یال جنوب غربی آن تحت تأثیر لنگر خمشی قرار گیرد و سرانجام این یال در دو محل تنگ‌های پیران و بان زرده شکافته و به سه قطعه تقسیم شود، چون وقوع شکستگی طی فرآیند خمشی بوده، قطعات دچار جابه‌جایی خمشی نیز شده‌اند. وقوع این شکستگی‌ها در حاشیه جنوب غربی آن نیز پایه‌های شکل‌گیری تندآب‌ها، آبشارها، تنگ‌ها و کانیون‌ها بوده است.

شواهد توپوگرافی و امتداد ساختمانی زمین‌های مجاور، این تحولات را به خوبی نشان می‌دهند؛ از جمله:

- اگر دو رشته کوه بند زرده و زنگالیان را به ترتیب بین ۲۰ تا ۳۰ درجه در خلاف جهت چرخش بچرخانیم و کوه کم ارتفاع پیران را کمی در امتداد قائم جابه جا کنیم، این سه رشته کوه به نحو بارزی با هم انطباق می‌یابند و به شکل یک رشته طویل یال جنوب غربی ناودیس ریجاب را می‌سازند.

- اگر یال جنوب غربی ناودیس ریجاب را در امتداد محور ساختمانی آن دنبال کنیم، امتداد دو کوه بند زرده و زنگالیان موجب ناهنجاری آن خواهد شد.

- خط الرأس حدود ۸ کیلومتری رشته کوه گلبان غربی، واقع در حاشیه شمال شرق ناودیس ریجاب، دارای انحنای مشخص به سمت جنوب غرب است. این انحنای به نحو بارزی جهت بزرگترین محور فشار از طرف شمال شرق را نشان می‌دهد. چون فشار وارده از طرف کوه گلبان غربی؛ یعنی شمال شرق بوده است، چرخش کوه‌های جدا شده از آن زنگالیان و بند زرده، به طرف شمال شرق امری طبیعی به نظر می‌رسد.

- کانیون ریجاب در نقطه شروع خود بسیار تنگ است، ولی در محل خروج تا حدود ۳۰۰ متر عریض می‌شود. از پهنای نسبتاً زیاد این کانیون در نقطه خروجی، می‌توان به شکستگی و خم شدگی کمر ناودیس ریجاب در بخش میانی آن پی برد. شکل‌گیری دره اژدها، که یکی از پدیده‌های دیدنی و در نوع خود جالب منطقه است که به آن کانیونی گفته می‌شود، در امتداد همان خط شکستگی پدید آمده که در خارج از ناودیس ریجاب حفره عمیق پیران ایجاد شده است.

منابع

- ۱- ثروتی، محمدرضا؛ صدوق، سیدحسن و غلامی نیا، حکیمه. (۱۳۸۷). ژئومورفولوژی و مورفوتکتونیک طاق‌دیس گچ، مجله پژوهش‌های علوم زمین، سال اول، ش ۱.
- ۲- حقی پور، نگار. (۱۳۸۵). بررسی ریخت زمین ساختی گستره کپه داغ - بینالود بر پایه شاخص‌های گرادیان شیب رود و همپسووتری، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۳- رجایی، عبدالحمید و کرمی، فریبا. (۱۳۸۳). نقش زمین ساخت در تحول زمین ریخت شناسی پایکوه‌های شمالی بزقوش، نشریه علوم زمین.
- ۴- زرگرزاده، مرضیه؛ رنگرن، کاظم؛ چرمچی، عباس و آبشیرینی، احسان. (۱۳۸۶). مطالعه تکتونیک فعال منطقه زاگرس با استفاده از شاخص ای ژئومورفیک و پارامترهای مورفومتریک در محیط GIS و دورسنجی، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۵- سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور. (۱۳۶۷). نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، تهران.
- ۶- سلیمانی، شهریار. (۱۳۷۸). رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیک فعال و جوان، تهران: انتشارات مؤسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- ۷- گورابی، ابوالقاسم و نوحه گر، احمد. (بی تا). شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه آبریز درکه، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، ش ۶۰.
- ۸- یمانی، مجتبی؛ باقری، سجاد و جعفری اقدم، مریم. (۱۳۸۹). تاثیر نوزمین ساخت در مورفولوژی آبراه‌های حوضه چله (زاگرس غربی)، مجله جغرافیایی، ش ۱.

- 9- Douglas. W. Burbank, Robert's. Anderson(2001).Tectonic Geomorphology. Blackwell Science ,Ltd.
- 10-Guarnieri, P, Pirrotta, C., 2008, The Response of Drainage Basins to the Late Quaternary Tectonics in the Sicilian Side of the Messina Strait(NE Sicily), *Geomorphology*, 95, pp. 260-273
- 11 – Jamieson, S.S.R., Sinclair, H.D., Kirstein, L.A., Purvis, R.S.,2004, Tectonic Forcing of Longitudinal Valleys in the Himalaya, morphological Analysis of the Ladakh Batholiths, North India, *Geomorphology*, 58,pp. 49-65
- 12-Hamdouni, R.E. Iriggaray, C. Fernandez, T. Chacon, J. Keller, E.A (2008).Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada(Southern Spain). *Geomorphology*. 96.
- 13- Keller E.A and Pinter N.: Active Tectonics: Earthquake, Uplift and Landscape, prentice Hall publication. Landon – 1996.
- 14- Keller Edward, A, and Nicholas Pinter (1995). Active Tectonics Earthquake, uplift , and Landscape. Prentice Hall publisher. New, Jersey.
- 15- Keller Edward, A, and Nicholas Pinter(2002). Active Tectonics Earthquake, uplift , and Landscape. Prentice Hall publisher. New, Jersey.
- 16-Li, Y. Yang .J. 1997: Response of river Terraces to Holocene climatic changes in Hex corridor, China. *George. Sci.* 248- 252.
- 17-Li, Y. Yang. J. & Tan, L; Duane, F.(1999) Impact of tectonic on alluvial landforms in the Hex corridor, northwest China, *Geomorphology*, 28pp:299-308.
- 18- Necea. D. Fielitz, W. Mates co, 2005, Late Pliocene – Quaternary in the frontal part of the SE Carpathians: In sights from tectonic. Pp.317- 332.
- 19-Schum, S.A., Dumot,J.F., Halbrook, J.M., 2000: Active Tectonics and alluvial rivers. Cambridge university press, New York.